

ИССЛЕДОВАНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ НА ОСНОВЕ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СУМЕРЕЧНОГО НЕБА

О.С. Угольников^{1,2}, И.А. Маслов^{1,3}

¹Институт космических исследований РАН, Москва

²Астрокосмический центр Физического института им. П.Н.Лебедева РАН, Москва

³Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга МГУ, Москва

Работа посвящена анализу наблюдательных проявлений аэрозольного слоя в стратосфере Земли и методу определения его оптических свойств. Основой работы являются поляризационные измерения фона сумеречного неба в окрестностях зенита в широкой спектральной полосе с эффективной длиной волны 5250 А. Повышенное содержание стратосферного аэрозоля было обнаружено в декабре 2006 года впервые за несколько лет наблюдений. Предлагаемый метод позволяет определить отношение коэффициентов рассеяния излучения на стратосферном аэрозоле и молекулярного рассеяния, а также степень поляризации аэрозольного рассеяния в стратосфере. Появление стратосферного аэрозоля связывается с извержением вулкана Рабаул, произошедшим в начале октября 2006 года.

1. ВВЕДЕНИЕ

Исследования состава средней атмосферы Земли и, в частности, стратосферы являются актуальной задачей не только для физики атмосферы, но и для смежных дисциплин – физики ближнего космоса, геофизики, химии атмосферы. В последние десятилетия повышенное внимание к вопросу состава стратосферы было приковано в связи с начавшимся уменьшением общего содержания озона – газа, необходимого для существования жизни на Земле, большая часть которого содержится в стратосфере.

Атмосферный аэрозоль является одним из самых изменчивых компонент в стратосфере, как, впрочем, и в других слоях газовой оболочки нашей планеты. Известно несколько совершенно разных процессов образования и проникновения аэрозольных частиц в стратосферу, что объясняет многообразие типов стратосферного аэрозоля. Частицы могут оседать в стратосферу из мезосферы, куда они попадают, в основном, в период максимумов метеорных потоков [1-3]. Мелкие метеорные частицы могут проникать в атмосферу, не разрушаясь. Опускаясь в стратосферу, метеорная пыль может наблюдаться там в течение нескольких недель. Масштабные явления наподобие Тунгусского метеорита полностью изменяют оптическую структуру средней атмосферы, приводя, в частности, к явлению аномально светлых ночей на значительной территории поверхности Земли [4].

В полярных широтах на высотах около 20 км при температуре ниже 190 К конденсация водяного пара может приводить к появлению перламутровых или полярных стратосферных облаков [5]. Они существенно изменяют колориметрические свойства фона неба в период сумерек [6], а в отдельных случаях они становятся видны невооруженным глазом. Химические процессы, протекающие в стратосфере, тесно связывают проблемы полярных стратосферных облаков и атмосферного озона.

Одним из основных первоисточников стратосферного аэрозоля являются мощные извержения вулканов. В это время в атмосферу выбрасывается большое количество пыли, а также соединений серы (прежде всего ее диоксид SO_2), которые могут достигнуть стратосферы. За время порядка нескольких недель они распространяются над значительной территорией поверхности Земли. В ходе химических реакций они образуют пары серной кислоты H_2SO_4 , которые конденсируются, образуя частицы сульфатного аэрозоля [5]. Максимум концентрации стратосферного аэрозоля, так называемый слой Юнге, обычно располагается на несколько километров выше тропопаузы [7].

По данным многолетних шар-зондовых измерений [8] извержения вулканов определяют уровень стратосферного аэрозоля в течение большей части времени. В этой работе весь период

наблюдений разделяется на эпохи минимального фонового уровня стратосферного аэрозоля и эпохи его увеличения, следующие за мощными вулканическими явлениями, среди которых выделяется извержение вулкана Эль-Чичон в 1982 г. (индекс вулканического взрыва VEI составил 5 баллов) и, особенно, извержение вулкана Пинатубо в 1991 году. Последнее из этих событий, характеризующееся индексом вулканического взрыва, равным 6 баллам, является сильнейшим вулканическим извержением на Земле за несколько десятилетий. После этого извержения уровень содержания стратосферного аэрозоля существенно изменил не только стратосферные, но и интегральные оптические характеристики атмосферы, в частности, ее вертикальную оптическую толщину [9].

С 1997 до второй половины 2006 года стратосфера характеризовалась фоновым уровнем аэрозоля [10]. Рассеяние света на аэрозольных частицах в стратосфере являлось незначительной добавкой к молекулярному рассеянию и не сказывалось, в частности, на фотометрических и поляризационных свойствах сумеречного неба [11-13].

7 октября 2006 года произошло извержение вулкана Рабаул в Новой Гвинее (4.3° ю.ш., 152.2° в.д.). По данным вулканической обсерватории Рабаула, предварительный индекс вулканического взрыва составил 4 балла. Высота выброса продуктов извержения составила 18 км, что превышало справочную высоту тропической тропопаузы для этого сезона – 16.3 км [14]. Увеличение содержания стратосферного аэрозоля было замечено по измерениям в Томске уже 17 октября [10].

Так как содержание аэрозоля в стратосфере, как правило, существенно меньше, чем в тропосфере, интегральные методы, связанные с измерением характеристик вертикального столба атмосферы в целом, дают мало информации о стратосферном аэрозоле. Для его исследований необходимы методы, предусматривающие разделение атмосферы на отдельные слои, и проведение измерений в рамках определенного диапазона высот. Наиболее полную информацию можно получить из контактных самолетных или шар-зондовых измерений [8], однако такие измерения могут носить только локальный характер.

Среди дистанционных методов исследований стратосферного аэрозоля выделяются, прежде всего, оптические методы. Оптические свойства аэрозоля – спектральные и поляризационные характеристики поглощения и рассеяния излучения, форма индикатрисы рассеяния – существенно отличаются от молекулярного рассеяния, что позволяет обнаруживать даже небольшие добавки аэрозольного рассеяния на молекулярном фоне.

Наилучшее разрешение по высоте обеспечивают лидарные измерения фона обратного рассеяния. В настоящее время в мире функционирует ряд сетей лидарных станций, измеряющих, в частности, содержание аэрозоля на различных высотах. В их число входит сеть «CIS-LINET», состоящая из шести лидарных станций на территории стран СНГ [15]. Основная длина волны, на которой происходят измерения, равна 5320 А. Для близкой длины волны (5300 А) разработана обширная оптическая модель аэрозоля в средней атмосфере [5].

Возможности дистанционного зондирования стратосферного аэрозоля существенно расширились с началом космических экспериментов по измерению состава атмосферы. Разрешение по высотам достигается при измерениях поглощения и рассеяния излучения вдоль лимба Земли. Большая оптическая толщина увеличивает точность измерений, что важно для исследований не только аэрозоля, но и малых атмосферных примесей. Среди космических экспериментов, использующих данную методику, выделяются SAM [16], SAGE [17], SCIAMACHY [18] и многие другие.

Наконец, большое количество информации о содержании и оптических свойствах атмосферного аэрозоля дает сумеречное зондирование, что было отмечено еще в работе [19]. Разрешение по высоте обеспечивается резкой зависимостью высот земной тени и эффективного рассеяния от величины погружения Солнца под горизонт. Большой обзор достижений и проблем сумеречного метода зондирования атмосферы сделан в [20].

Во многих работах, связанных с сумеречным методом удаленного зондирования, появление дополнительного рассеяния на атмосферном аэрозоле на разных высотах регистрировалось на основе сравнения величины яркости неба в разные сумерки. Такой подход может привести к большим ошибкам в результатах, так как яркость сумеречного неба

существенно зависит от прозрачности атмосферы вдали от пункта наблюдения в направлении зашедшего Солнца и от вклада многократного рассеяния. Появление дополнительного аэрозольного рассеяния в тропосфере и нижней стратосфере сопровождается дополнительным аэрозольным поглощением, компенсирующим изменение яркости сумеречного неба [13].

Возможности сумеречного метода существенно расширяются, если вместе с яркостью неба измерять его поляризацию, как было отмечено в работе [21]. За счет разности поляризационных свойств различных составляющих фона неба такие измерения позволяют решить одну из основных проблем метода – отделить многократное рассеяние [11, 12]. Поляризационный анализ также дает возможность при минимальном объеме априорной информации выделить и исследовать свойства оптически активных составляющих на самых разных высотах – от тропосферного аэрозоля [13] до метеорной пыли в мезосфере [22].

Поляризационные измерения сумеречного неба, описанные в указанных работах, проводились в период фонового уровня стратосферного аэрозоля, который практически не сказывался на характеристиках фона неба до октября 2006 года включительно. Период сумерек, при котором эффективное однократное рассеяние солнечного излучения происходит в нижней стратосфере, приходится в желто-зеленой области спектра на интервал погружений Солнца под горизонт от 1° до 4° . В это время вклад многократного рассеяния в фон неба достаточно велик, но мало меняется с погружением Солнца под горизонт [12]. Влияние тропосферного аэрозоля к этому времени уже исчезает. Как следствие, поляризация фона неба в зените также меняется медленно. Все это делает поляризационный анализ сумеречного неба в желто-зеленой области спектра эффективным средством для обнаружения и исследования стратосферного аэрозоля.

2. НАБЛЮДЕНИЯ

Поляризационные измерения фона сумеречного неба проводятся в Крымской Лаборатории Государственного Астрономического института им. П.К. Штернберга (п. Научный, Украина) в течение нескольких лет. Схема измерений описана в работе [13] и с тех пор не претерпела существенных изменений. Измерения проводятся широкоугольной ПЗС-камерой с полем зрения примерно $8^\circ \times 6^\circ$. Камера оснащена широкополосным спектральным фильтром, выделяющим диапазон с эффективной длиной волны 5250 \AA , близкой к длине волны лидаров сети CIS-LINET [15] и оптической модели аэрозоля в средней атмосфере [5]. Перед камерой располагается вращающийся поляризационный фильтр, имеющий практически идеальные характеристики (лучше 99.9%) в данной области спектра. Во время наблюдений камера направлялась в зенит, ее точная ориентация определялась по положению звезд на изображениях ночного неба. Измерения начинались в дневной период при высоте Солнца над горизонтом около 3° . Время экспозиции изменялось от 0.01 секунды в период светлых сумерек до 18-24 секунд ночью.

Наиболее интересный с точки зрения настоящей работы период наблюдений охватывает декабрь 2006 года и февраль 2007 года, когда поляризационные характеристики сумеречного неба указали на повышенное содержание стратосферного аэрозоля. Данные по этому периоду сравнивались с массивом измерений, проведенных в начале декабря 2002 и 2007 годов (сезон, аналогичный наблюдениям в декабре 2006 года), а также в октябре 2006 года и апреле-июле 2007 года. Наличие наблюдательных данных, полученных в аналогичный сезон, очень важно, так как в этом случае мы имеем идентичную геометрию распространения солнечного излучения по отношению к рельефу местности, похожие характеристики состояния атмосферы.

Следуя предшествующим работам [12, 13], в качестве основного измеряемого параметра мы принимаем поляризационное отношение K , равное отношению интенсивностей фона неба в плоскости поляризации, параллельной ($I_{||}$) и перпендикулярной (I_{\perp}) плоскости однократного рассеяния. Мы рассматриваем точки солнечного вертикала, для которых он же и является проекцией плоскости рассеяния на небесную сферу. Степень поляризации фона неба p связана с поляризационным отношением K простой формулой $p = (1 - K) / (1 + K)$. Поляризация фона неба определялась для различных точек солнечного вертикала. Положение точки определяется зенитным расстоянием z , которое мы примем положительным в области зари и отрицательным

– в противоположной части вертикала. Фаза сумерек характеризуется величиной погружения Солнца под горизонт h , которая получается из зенитного расстояния Солнца вычитанием 90° . Эта величина вычисляется без учета атмосферной рефракции.

На рисунке 1 показаны зависимости поляризационного отношения сумеречного неба K и степени поляризации p в зените ($z=0$) от величины погружения Солнца под горизонт h для ряда безлунных сумерек в периоды, когда уровень стратосферного аэрозоля не превышал фоновый. Свойства этой зависимости описаны в [13]. Видно, что хотя измерения относятся к разным сезонам и годам, все зависимости имеют сходный характер. При $h>0$ они сдвинуты друг относительно друга как единое целое, их форма остается неизменной. Причина этого состоит в том, что определяющий вклад в изменчивость поляризационных характеристик вносит многократное рассеяние в тропосфере, свойства которого мало меняются в течение сумерек [12, 13]. На этих кривых выделяются два характерных плато. Первое приходится на светлые сумерки, при h от $0-1^\circ$ до $4-5^\circ$, когда отношение вклада однократного и многократного рассеяния примерно постоянно. Второе плато соответствует темным сумеркам, при h от 8° до 11° , когда весь фон сумеречного неба вблизи зенита представлен многократным рассеянием солнечного излучения.

Лишь при $h<0-1^\circ$ (то есть вблизи восхода или захода Солнца) тропосфера начинает достаточно освещаться прямыми солнечными лучами, и становится заметным однократное рассеяние на тропосферном аэрозоле, приводящее к увеличению K (ослаблению поляризации), изменчивому от сумерек к сумеркам.

Область эффективного однократного рассеяния попадает в нижние слои стратосферы при h от 1° до 4° . В это время тропосфера уже практически не освещена прямыми лучами Солнца, а более высокие разреженные слои атмосферы вносят меньший вклад в фон рассеянного излучения. В этот период сумерек, соответствующий первому плато, величина K достигает минимума (а степень поляризации фона неба – максимума) за сутки в целом. При фоновом уровне стратосферного аэрозоля изменчивость величины K жестко коррелирует с изменчивостью той же величины в темные сумерки, когда уже стратосфера оказывается в тени. Таким образом, как уже было сказано выше, эта изменчивость не может быть связана со стратосферным аэрозолем.

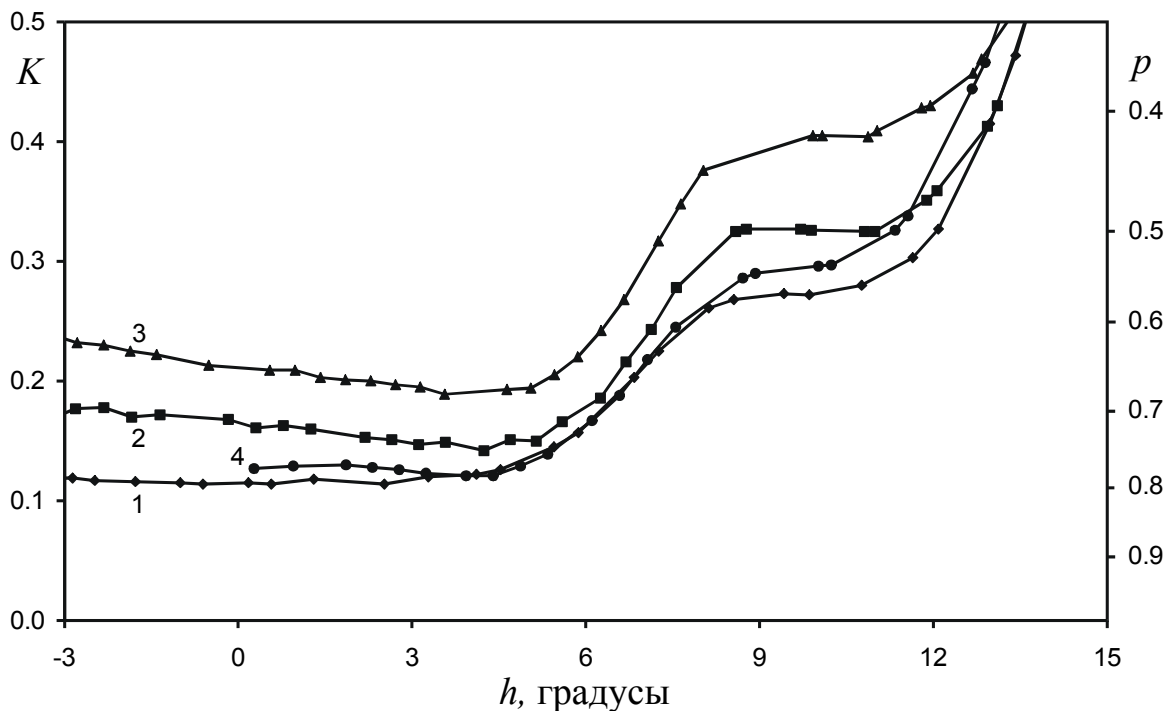


Рисунок 1. Поляризационное отношение K и степень поляризации p фона сумеречного неба в зените в зависимости от погружения Солнца под горизонт h для дней с фоновым уровнем стратосферного аэрозоля (1 – утро 11.XII.2002, 2 – вечер 13.V.2007, 3 – вечер 2.VII.2007, 4 – вечер 9.XII.2007).

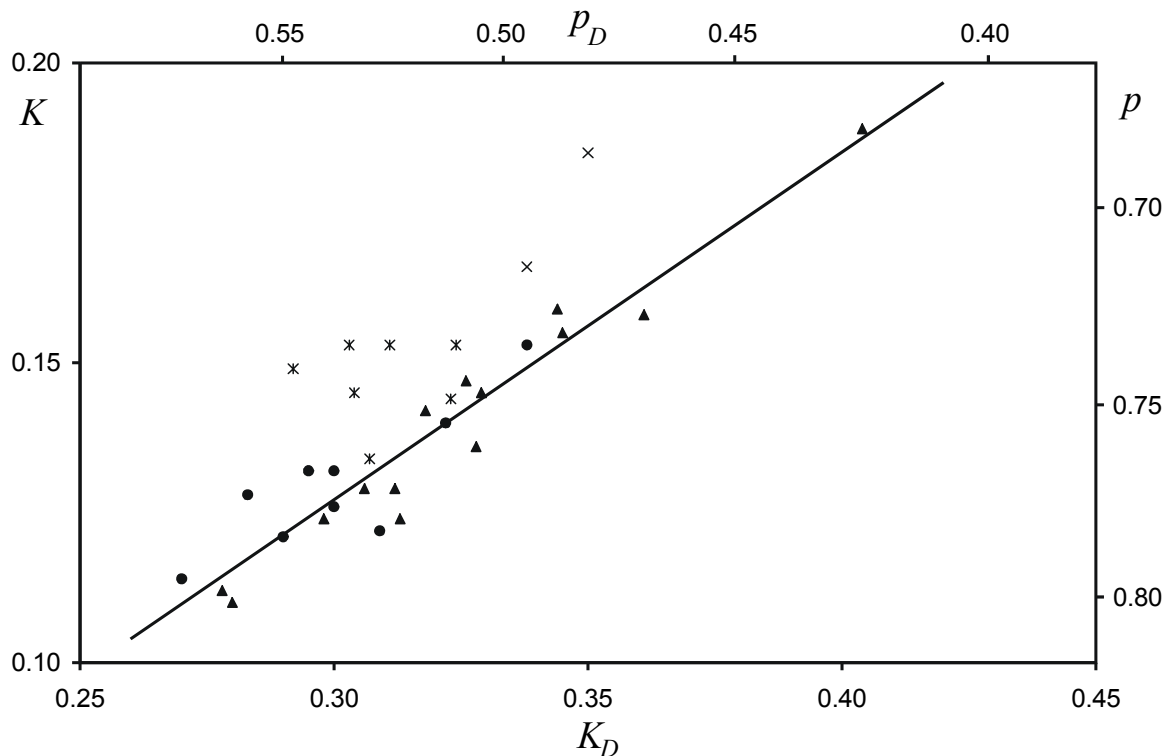


Рисунок 2. Корреляция поляризационных характеристик сумеречного неба в зените в темные и светлые сумерки. Кружки соответствуют данным декабря 2002 и 2007 годов, звездочки – декабря 2006 года, крестики – февраля 2007 года, треугольники – остальным данным.

3. НАБЛЮДАТЕЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

На рисунке 2 приведена диаграмма, иллюстрирующая корреляцию между средним значением поляризационного отношения K_D на втором плато (при h от 8.5° до 10.5°) и его же минимальным значением K в светлые сумерки (при h от 0° до 4°). Соответствующие величины степени поляризации p_D и p приведены у верхней и правой сторон диаграммы. Круглые и треугольные символы соответствуют данным наблюдений, проведенных при устойчивой ясной погоде и фоновом уровне стратосферного аэрозоля. Круглые символы есть результаты наблюдений в начале декабря 2002 и 2007 годов. Представлены как безлунные сумерки, так и сумерки, засвеченные Луной в фазе менее 0.5. В последнем случае для вычисления величин K_D и p_D из вектора Стокса фона неба вычитался вектор Стокса фона рассеяния лунного света, измеренного в ночной период. Эта процедура была предложена и использована в [22]. Данные 2002 года соответствуют времени, когда следы метеорной пыли в атмосфере после максимума потока Леониды уже не были заметны.

Треугольные символы соответствуют результатам наблюдений в другие периоды (безлунные сумерки октября 2006 года и апреля-июля 2007 года). Линейная корреляция величин K_D и K для всех указанных периодов вместе очевидна, эти величины связаны друг с другом соотношением:

$$K = -0.047 + 0.580 \cdot K_D. \quad (1)$$

Аналогичное эмпирическое соотношение можно записать для величин поляризации:

$$p = 0.355 + 0.780 \cdot p_D. \quad (2)$$

Эти соотношения рассматриваются как подтверждение единого механизма изменчивости поляризационных характеристик неба в течение всего периода сумерек, связанного с многократным рассеянием света. Некоторый разброс точек (порядка 1% по поляризации) объясняется не только погрешностями измерений, но и вариациями фона стратосферного аэрозоля.

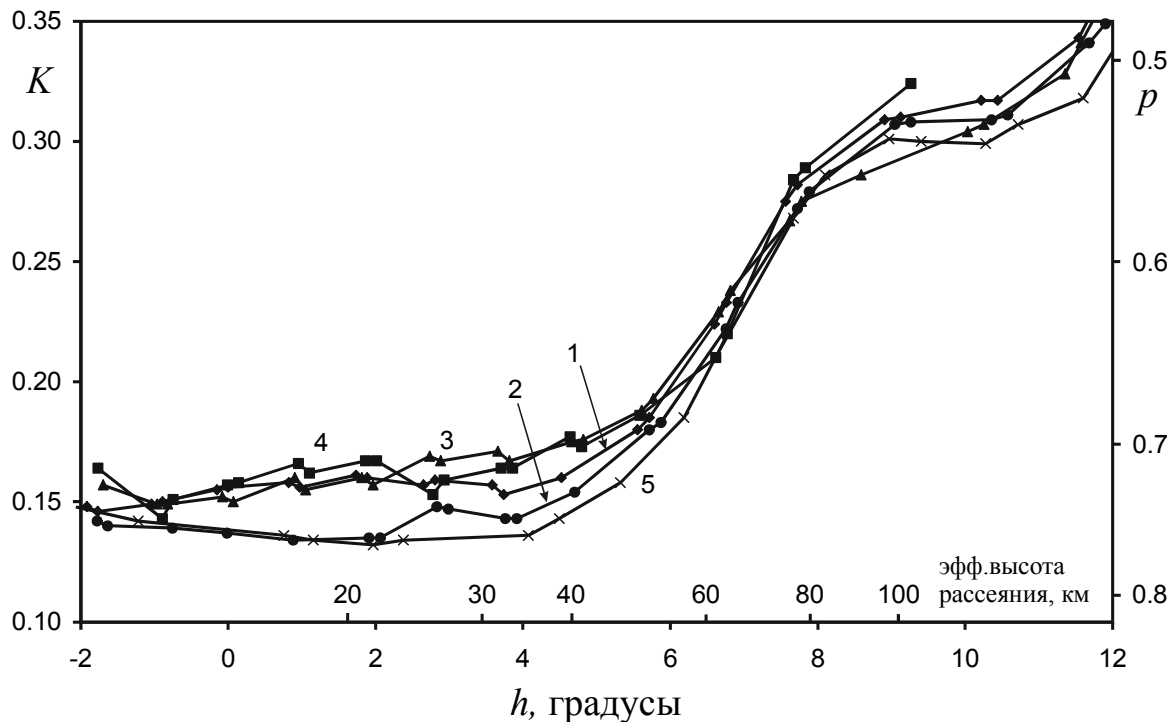


Рисунок 3. Поляризационное отношение K и степень поляризации p фона сумеречного неба в зените в зависимости от погружения Солнца под горизонт h для дней с возмущенным уровнем стратосферного аэрозоля (1 – вечер 7.XII.2006, 2 – вечер 8.XII.2006, 3 – вечер 9.XII.2006, 4 – вечер 10.XII.2006, 5 – утро 09.XII.2002, фоновый уровень аэрозоля).

Значительно сильнее отклоняются от указанной эмпирической зависимости данные измерений зимой 2006/07 года, приведенные на той же диаграмме. Звездочки соответствуют периоду 7-10.XII.2006, для которого вечерние сумерки были безлунными, а утренние – засвеченными Луной. Во втором случае вновь производилась аналогичная процедура исключения фона рассеяния лунного света. Крестики соответствуют утренним безлунным сумеркам 24-25.II.2007.

Видно, что большинство символов, соответствующих наблюдениям зимы 2006/07 года, существенно сдвинуты на диаграмме вверх относительно прямой, описанной выше. Это означает, что при тех же значениях K_D , то есть при тех же характеристиках тропосферного многократного рассеяния, фон неба этой зимой характеризуется повышенным K или пониженной поляризацией p в период светлых сумерек, когда эффективное однократное рассеяние происходит в нижней стратосфере. Вертикальный разброс точек, соответствующих зиме 2006/07 года, указывает, что деполаризационный эффект обладает сильной изменчивостью от сумерек к сумеркам. Это позволяет связать данный эффект с увеличением содержания стратосферного аэрозоля. Необходимо заметить, что смещение точек на диаграмме противоположно тому, которое наблюдается при выпадении метеорной пыли в мезосферу [22].

Деполаризационный эффект заметен и на рисунке 3, где приведены зависимости $K(h)$ в зените, аналогичные рисунку 1, для четырех безлунных вечеров 7-10.XII.2006. Для сравнения показана та же зависимость для безлунных утренних сумерек 9.XII.2002. По оси абсцисс также отложена эффективная высота однократного рассеяния для длины волны 5250 А. Видно, что в период темных сумерек поляризационные характеристики неба достаточно близки, но при $h < 4^\circ$ величина K в 2006 году выше, чем в аналогичный период 2002 года. У отдельных кривых даже виден максимум величины K (минимум поляризации) при h , равном 2° . В то же время, для вечера 8.XII.2006 деполаризация заметно слабее, чем для трех других вечеров.

Данная изменчивость сказывается не только на поляризации, но и на других измеряемых характеристиках фона неба вблизи зенита. На рисунках 4 и 5 показаны зависимости от h двух производных величин: от поляризационного отношения dK/dz и от логарифма яркости неба в плоскости поляризации, перпендикулярной плоскости рассеяния $d \ln I_{\perp} / dz$. Эти производные

величины получаются напрямую из наблюдений за счет большого поля зрения камеры. Они приведены для зенита в вечерние сумерки 7-10.XII.2006. Мы видим, что в три вечера – 7, 9 и 10.XII, когда деполяризация неба в светлые сумерки была особенно сильной, наблюдаются небольшие отклонения от данных вечера 8.XII.2006, помеченные на рисунках стрелками. Первое из них состоит в усилении деполяризации (повышенная величина dK/dz), а второе – в избытке яркости неба (повышенная величина $d \ln I_{\perp} / dz$) в области зари в интервале h от 0° до 4° . Точность измерения обеих величин заметно улучшается в светлые сумерки, и наблюдаемые эффекты являются значимыми. Оба фактора вместе указывают на появление рассеивающей фракции в нижней стратосфере, обладающей низкой поляризацией и вытянутой вперед индикатрисой рассеяния. Очевидно, что мы имеем дело со стратосферным аэрозолем. Стоит отметить, что в [13] подобные наблюдательные проявления, только при меньших значениях h , были зарегистрированы для тропосферного аэрозоля.

Общие закономерности, характерные для зависимостей, представленных на рисунках 4 и 5, объяснены в [11, 12]. Экстремум при погружении Солнца около 6° и дальнейшее уменьшение производных величин связаны с быстрым увеличением вклада многократного рассеяния в фон неба.

4. МЕТОД ВЫДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНОГО РАССЕЯНИЯ

Вся совокупность наблюдательных данных позволяет построить метод определения вклада стратосферного аэрозольного рассеяния в общую яркость сумеречного неба и величины его поляризации под углом рассеяния около 90° . Последняя величина особенно важна, так как она связана с микрофизическими характеристиками аэрозольных частиц. Эта итерационная процедура похожа на метод, используемый в [13] для тропосферного аэрозоля, но имеет свои особенности. Используемые далее обозначения также аналогичны этой работе.

Как указано в [13] для той же спектральной полосы с эффективной длиной волны 5250 А, деполяризующее влияние однократного рассеяния на тропосферном аэрозоле полностью исчезает при погружении Солнца под горизонт на 2° . В этот же период стратосферная деполяризация достигает максимума, как видно на рисунке 3. Пусть K_0 – величина поляризационного отношения при $h=2^{\circ}$, соответствующая фоновому уровню стратосферного аэрозоля. Для стабильной ясной погоды мы можем определить ее из наблюдений по формуле (1), если нам известна величина K_D .

Если в стратосфере наблюдается повышенное содержание аэрозоля, то наблюдаемая величина поляризационного отношения K будет отличаться от K_0 :

$$K = K_0 + a(k_a - K_0). \quad (3)$$

Здесь k_a – поляризационное отношение стратосферного аэрозольного рассеяния, a – вклад избыточного аэрозольного рассеяния $j_{a\perp}$ в яркость неба в плоскости поляризации, перпендикулярной плоскости рассеяния:

$$a = \frac{j_{a\perp}}{J_{0\perp} + j_{a\perp}}. \quad (4)$$

Здесь $J_{0\perp}$ – яркость неба без стратосферного аэрозольного рассеяния в той же плоскости поляризации. Положим, что величина k_a , соответствующая рассеянию под углом около 90° , мало зависит от угла рассеяния, то есть мало зависит от z . Тогда, проинтегрировав формулу (3) по зенитному расстоянию, можно получить

$$\frac{dK}{dz} = \frac{dK_0}{dz} + a \left((1-a)E_a(k_a - K_0) - \frac{dK_0}{dz} \right), \quad (5)$$

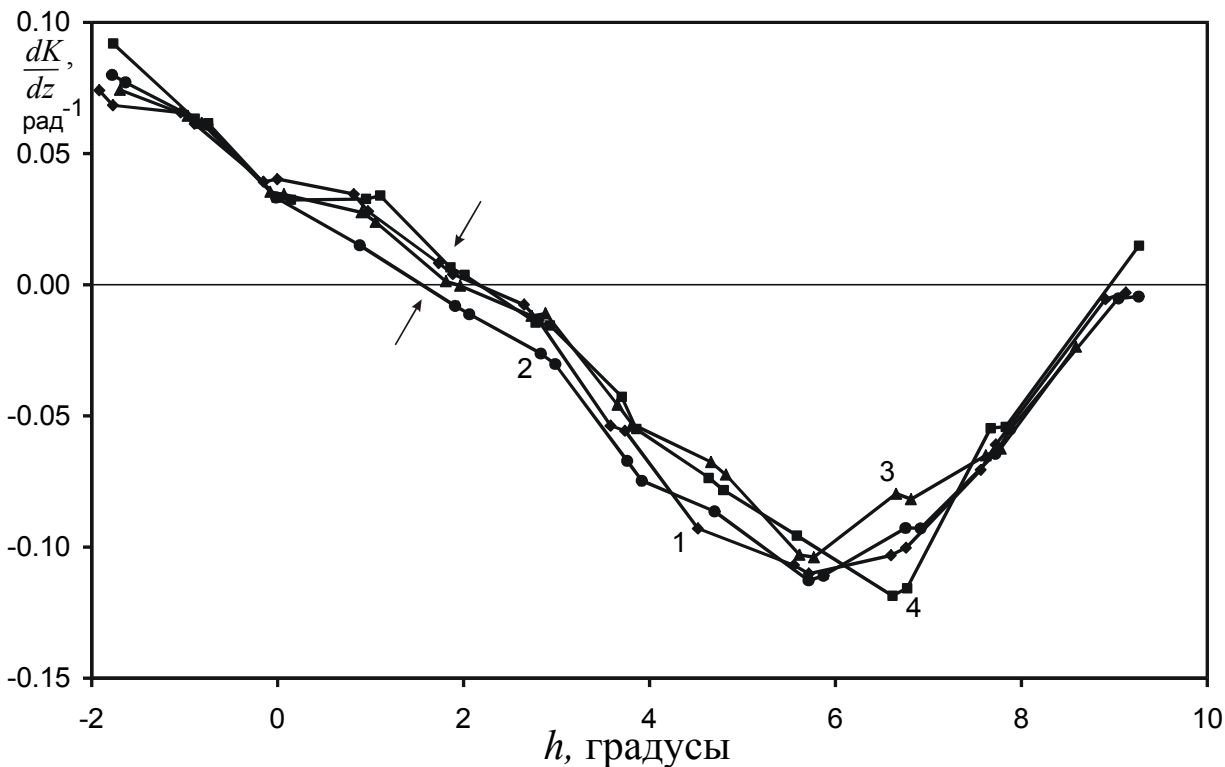


Рисунок 4. Градиент поляризационного отношения сумеречного неба по солнечному вертикалу в зените в зависимости от погружения Солнца под горизонт для дней с возмущенным уровнем стратосферного аэрозоля. Обозначения аналогичны рисунку 3.

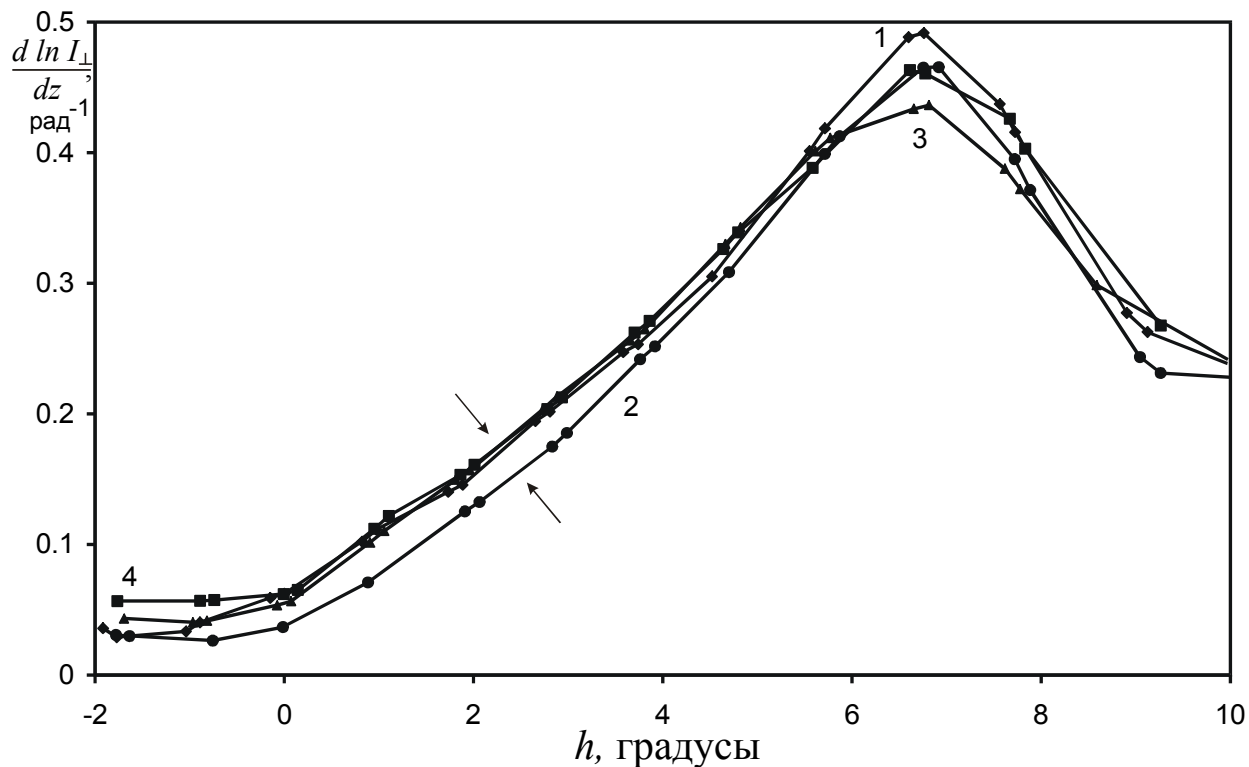


Рисунок 5. Логарифмический градиент яркости сумеречного неба (в плоскости поляризации, перпендикулярной плоскости рассеяния) по солнечному вертикалу в зените в зависимости от погружения Солнца под горизонт для дней с возмущенным уровнем стратосферного аэрозоля. Обозначения аналогичны рисунку 3.

где сделано обозначение:

$$E_a = \frac{d \ln(J_{a\perp}/J_{0\perp})}{dz}. \quad (6)$$

Величина E_a зависит от функции рассеяния атмосферного аэрозоля, но не зависит от его содержания, то есть от величины a . Другой параметр, определяющийся напрямую из наблюдений – производная логарифма яркости неба в плоскости поляризации, перпендикулярной плоскости рассеяния, выражается как

$$\frac{d \ln I_{\perp}}{dz} = \frac{d \ln J_{0\perp}}{dz} + aE_a. \quad (7)$$

Метод выделения стратосферного аэрозольного рассеяния основывается на анализе корреляций между указанными выше наблюдательными параметрами, полученными для одного ансамбля сумерек. Под ансамблем понимается множество только вечерних или только утренних сумерек конкретного короткого периода наблюдений. В этом случае сумерки одного ансамбля будут характеризоваться одинаковой геометрией распространения солнечного излучения относительно рельефа земной поверхности, близким состоянием земной атмосферы в целом, одинаковой ориентацией камеры относительно солнечного вертикала, необходимостью (или ее отсутствием) учета фона рассеяния лунного света в период темных сумерек. Предполагается, что изменения характеристик сумеречного неба, о которых говорилось выше, наблюдающиеся при погружении Солнца под горизонт около 2° день ото дня в рамках одного ансамбля, происходят вследствие изменения вклада стратосферного аэрозольного рассеяния, то есть изменения величины a . Если эта величина небольшая, отклики наблюдательных параметров на нее будут линейными, и эти параметры окажутся связанными друг с другом линейными соотношениями.

Из формулы (3) очевидно, что разность $(K - K_0)$, которую можно определить из наблюдений, пропорциональна вкладу стратосферного аэрозольного рассеяния. Она не связана с изменениями вклада многократного рассеяния и его поляризации. С другой стороны, из рисунков 3 и 4 мы видим (на примере ансамбля вечерних сумерек 7-10.XII.2006), что интерполированные величины dK/dz и $(K - K_0)$ при погружении Солнца под горизонт на 2° коррелируют друг с другом, то есть для них можно записать линейное соотношение:

$$\frac{dK}{dz} = \frac{dK_0}{dz} + B_1 \cdot (K - K_0). \quad (8)$$

Для коэффициента линейной зависимости B_1 введем обозначение

$$B_1 = \left\langle \frac{dK}{dz} \right\rangle / \langle K \rangle, \quad (9)$$

которое будет использоваться и для других линейных соотношений. Свободный коэффициент формулы (8) есть ни что иное, как производная величины K_0 , соответствующая случаю чистой стратосферы и входящая в формулу (5). Для каждой сумерки ансамбля из формулы (1) нам известна величина K_0 , поэтому мы можем определить ее производную из линейного соотношения (8).

Изменения величины K_0 от сумерек к сумеркам в пределах одного ансамбля, связанные с многократным рассеянием, невелики и существенно меньше разности $(k_a - K_0)$. Поэтому мы можем считать эту разность постоянной величиной. Логарифмическая производная яркости неба для направления поляризации, перпендикулярной плоскости рассеяния (рисунок 5), при погружении Солнца под горизонт на 2° коррелирует с поляризационным отношением K в этот же момент. Из формул (3) и (7) получаем выражение для коэффициента линейной зависимости:

$$\varphi = \left\langle \frac{d \ln I_{\perp}}{dz} \right\rangle / \langle K \rangle = \frac{E_a}{k_a - K_0}. \quad (10)$$

Положим в первом приближении, что величина a для всех сумерек в пределах одного ансамбля существенно меньше единицы. Тогда в формуле (5) мы можем опустить множитель $(1-a)$, считая его равным единице и пренебрегая тем самым слагаемыми порядка a^2 в этой формуле. Тогда коэффициент линейной зависимости между двумя наблюдаемыми производными величинами составит

$$\theta = \left\langle \frac{dK}{dz} \right\rangle / \left\langle \frac{d \ln I_{\perp}}{dz} \right\rangle = (k_a - K_0) - \frac{dK_0}{E_a dz} = (k_a - K_0) - \frac{dK_0}{\varphi(k_a - K_0) dz}. \quad (11)$$

Последнюю формулу можно переписать как квадратное уравнение относительно величины $(k_a - K_0)$:

$$(k_a - K_0)^2 - \theta(k_a - K_0) - \frac{dK_0}{\varphi dz} = 0. \quad (12)$$

Величины θ , φ и dK_0/dz известны из анализа наблюдательного материала по ансамблю сумерек. При выборе одного из двух корней этого уравнения учитывается, что появление стратосферного аэрозоля уменьшает поляризацию неба и увеличивает K , следовательно, разность $(k_a - K_0)$ положительна.

Решение квадратного уравнения дает нам величину разности $(k_a - K_0)_1$ в первом приближении. Для каждой сумерек в ансамбле мы можем получить величину a в первом приближении:

$$a_1 = \frac{K - K_0}{(k_a - K_0)_1}. \quad (13)$$

Это позволяет нам далее решить задачу уже более точно, учитывая слагаемые порядка a^2 в формуле (5). Для этого в наблюдаемые значения производной $(dK/dz)_{OBS}$ вносится соответствующая поправка:

$$\left(\frac{dK}{dz} \right)_{n+1} = \left(\frac{dK}{dz} \right)_{OBS} + a_n^2 E_a (k_a - K_0)_n. \quad (14)$$

Здесь n – номер выполненного шага итерационного процесса, a_n и $(k_a - K_0)_n$ – результаты, полученные на этом шаге. Новые значения производной используются на $(n+1)$ шаге процесса, который продолжается вплоть до обеспечения нужной степени сходимости. Результатом процесса будут величины a для каждой сумерек ансамбля, а также значение $(k_a - K_0)$. Прибавляя к нему среднюю по ансамблю величину K_0 , мы получаем значение поляризационного отношения стратосферного аэрозольного рассеяния k_a . Из него нетрудно вычислить и величину поляризации рассеянного излучения p_a .

Результаты данной процедуры по ансамблям вечерних и утренних сумерек в декабре 2006 года приведены в таблице 1. Обращает на себя внимание тот факт, что, несмотря на малое число сумерек в каждом из ансамблей, величина поляризации была определена с неплохой точностью, а данные вечерних и утренних сумерек согласуются друг с другом. В этой же таблице приведены усредненные величины по двум ансамблям. Поляризация рассеянного под прямым углом излучения несколько выше, чем у тропосферного аэрозоля [13], что указывает на меньший размер стратосферных частиц и в целом согласуется с характеристиками матрицы рассеяния стратосферного аэрозоля для близкой длины волны 5300 Å, приведенными в [5].

Кроме характеристик аэрозольного рассеяния, метод позволяет определить его вклад в общую яркость неба в плоскости поляризации, перпендикулярной плоскости рассеяния:

Ансамбль	Число сумерек	k_a	p_a
Утренние сумерки 7, 8, 10.XII	3	0.52 ± 0.05	0.31 ± 0.04
Вечерние сумерки 7-10.XII	4	0.58 ± 0.04	0.26 ± 0.03
Усреднение	7	0.56 ± 0.03	0.28 ± 0.03

Таблица 1. Характеристики поляризации стратосферного аэрозольного рассеяния под прямым углом по данным декабря 2006 года.

$$a = \frac{j_{a\perp}}{J_{0\perp} + j_{a\perp}} = \frac{K - K_0}{(k_a - K_0)}. \quad (15)$$

Величина яркости неба при чистой стратосфере $J_{0\perp}$ включает себя составляющие, связанные с однократным молекулярным ($J_{1\perp}$) и многократным ($J_{M\perp}$) рассеянием. Как было показано в [11, 12], их соотношение в период светлых сумерек остается практически постоянным, а вклад однократного молекулярного рассеяния может быть определен по формуле:

$$A = \frac{J_{1\perp}}{J_{0\perp}} = -\frac{d^2 K_0}{dzdh} \cdot \left(\frac{2}{1+\alpha} + \left(K_0 - \frac{\alpha}{1+\alpha} \right) \cdot \left(\frac{H_{L0}}{H_{atm}} - 1 \right) \right)^{-1}. \quad (16)$$

Здесь α – поляризационное отношение молекулярного рассеяния под углом 90° , равное половине фактора деполяризации и составляющее 0.03. H_{L0} – эффективная высота рассеяния в момент $h=0$, равная для инструментальной длины волны 14.3 км, H_{atm} – высота однородного столба атмосферы вблизи тропопаузы, равная 6.43 км. Смешанная производная величины K_0 соответствует случаю чистой стратосферы. Ее можно найти как свободный коэффициент линейной связи наблюдаемых величин по ансамблю сумерек, аналогично формуле (8):

$$\frac{d^2 K}{dzdh} = \frac{d^2 K_0}{dzdh} + B_2 \cdot (K - K_0). \quad (17)$$

Отношение яркостей стратосферного аэрозольного рассеяния и однократного молекулярного рассеяния в плоскости поляризации, перпендикулярной плоскости рассеяния, составит

$$\frac{j_{a\perp}}{J_{1\perp}} = \frac{a}{A(1-a)}. \quad (18)$$

Аналогичное отношение для суммарной яркости неба по двум направлениям поляризации равно

$$S_a = \frac{j_a}{J_1} = \frac{j_{a\perp}(1+k_a)}{J_{1\perp}(1+\alpha)} = \frac{a(1+k_a)}{A(1-a)(1+\alpha)}. \quad (19)$$

Фактически S_a – отношение первых компонент матриц рассеяния для аэрозоля и чистого воздуха для угла рассеяния 90° , интегрированных по сумеречному слою в нижней части стратосферы. Эффективная высота этого слоя при $h=2^\circ$ составляет примерно 22 км, а его характерная ширина – около 15 км. Величина отношения рассеяния R , используемая в лидарном методе для угла рассеяния 180° , равна $1 + S_a$.

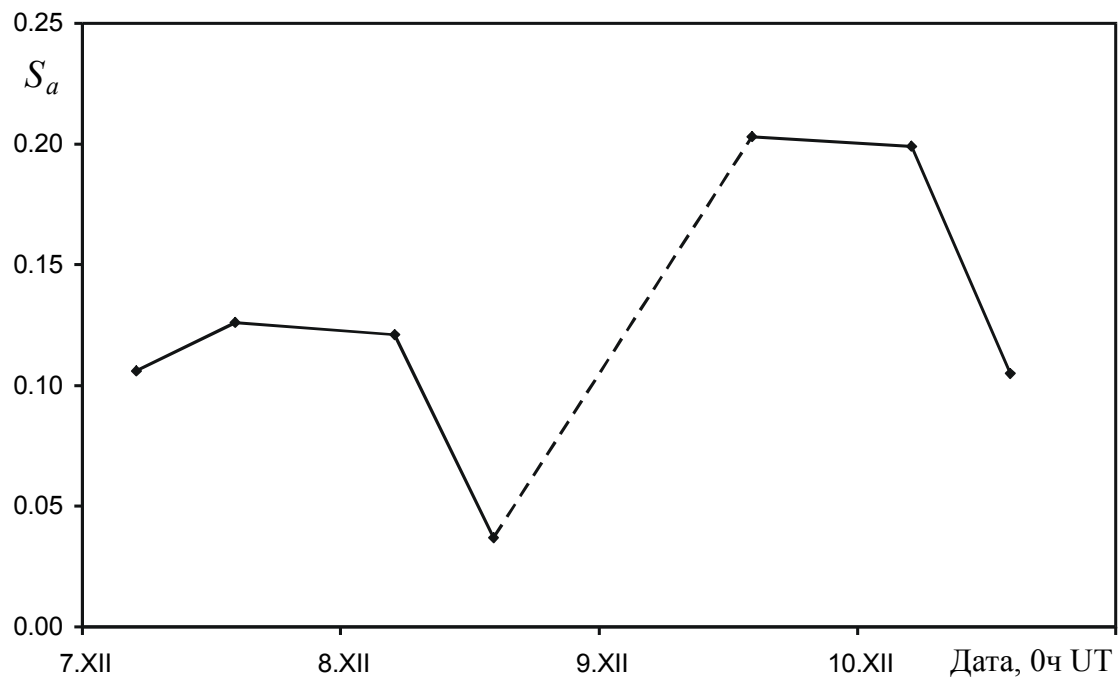


Рисунок 6. Отношение коэффициентов аэрозольного и молекулярного рассеяния под углом 90° в стратосфере в декабре 2006 года.

На рисунке 6 представлена динамика изменения величины S_a 7-10 декабря 2006 года (в утренние сумерки 9.XII.2006 наблюдения не проводились из-за неблагоприятных погодных условий). Характерный диапазон значений этой величины составляет 0.1-0.2, что не исключает существование внутри сумеречного слоя отдельных тонких подслоев с большими относительными значениями первой компоненты матрицы аэрозольного рассеяния.

Исчезновение деполяризации фона сумеречного неба, связанной со стратосферным аэрозолем, происходит при погружении Солнца под горизонт около 5° . В это время эффективная высота рассеяния в зените составляет примерно 45 км, однако, с учетом значительной толщины сумеречного слоя, можно сделать вывод, что следы стратосферного аэрозоля доходят до высот порядка 35 км.

Как видно на рисунке 2, стратосферное аэрозольное рассеяние вносило существенный вклад в фон сумеречного неба и в следующую сессию наблюдений в феврале 2007 года. Однако плохие погодные условия ограничили наблюдаемый ансамбль до двух безлунных утренних сумерек 24 и 25.II.2007, что не дает возможности провести корреляционный анализ и вычислить оптические характеристики стратосферного аэрозоля. Грубые оценки приводят к значениям S_a вновь около 0.2. В последующую сессию наблюдений, состоявшуюся в конце апреля 2007 года, содержание стратосферного аэрозоля уже не превосходило фоновый уровень. Эти результаты хорошо согласуются с работой [5], в которой лидарным методом регистрировался повышенный уровень стратосферного аэрозоля над Томском вплоть до февраля 2007 года и делается предположение, что этот аэрозоль, обязанный своим происхождением извержению вулкана Рабаул, перестанет быть заметным в атмосфере в весенние месяцы.

5. ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе было обнаружено аэрозольное рассеяние солнечного излучения в период сумерек в нижней стратосфере зимой 2006/07 года. Повышенное содержание стратосферного аэрозоля было обнаружено в декабре 2006 года впервые за несколько лет поляризационных измерений фона сумеречного неба в широкой полосе с эффективной длиной волны 5250 Å, проводимых группой авторов. Достоверные наблюдательные подтверждения этого были

получены до поступления информации об извержении вулкана Рабаул. Очевидно, что существовали и другие гипотезы относительно происхождения наблюдаемого стратосферного аэрозоля.

Наличие наблюдательных данных, полученных в аналогичный сезон (начало декабря) 2002 и 2007 годов, позволяло рассмотреть вопрос о сезонных вариациях фона стратосферного аэрозоля, на существование которых указывается в [5]. Причиной этих вариаций может быть зимний стратосферный меридиональный перенос, поставляющий тропический стратосферный аэрозоль в северные широты [23]. Однако поляризационные характеристики сумеречного неба указывают на значительно меньший уровень стратосферного аэрозоля в декабре 2002 и 2007 годов. Это же позволяет снять вопрос о связи поляризационных особенностей сумеречного неба с геометрией распространения солнечного излучения относительно рельефа местности.

Данные модели MIMOSA [24] указывают, что точка наблюдения в декабре 2006 года находилась вдали от полярного стратосферного вихря, а температура в нижней стратосфере значительно превосходила порог, при котором возможна конденсация водяного пара и образование полярных стратосферных облаков.

Наконец, по данным Международной Метеорной Организации (ИМО), активность метеорного потока Леониды в 2006 году была более чем в 20 раз слабее, чем в 2002 году [25]. При этом в 2002 году во время максимума (19 ноября) точка наблюдений находилась с фронтальной стороны Земли по отношению к потоку. Метеорная пыль была замечена по поляризационным измерениям сумеречного неба 21.XI.2002 [22], но ее проявление в стратосфере было намного слабее, чем у аэрозоля в декабре 2006 года, и стало незаметным уже к началу декабря 2002 года. Других сильных метеорных потоков в ноябре – начале декабря 2006 года не наблюдалось. Поэтому стратосферный аэрозоль в декабре 2006 года не мог иметь метеорное происхождение.

Выброс продуктов извержения вулкана Рабаул в стратосферу в октябре 2006 года и последующее увеличение уровня стратосферного аэрозоля в Томске позволяет нам, вслед за авторами [5], связать увеличение уровня стратосферного аэрозоля с данным извержением вулкана. Период наблюдения стратосферного аэрозоля, охватывающий зиму 2006/07 года, и переменность его уровня оказываются в хорошем согласии с данными лидарной сети CIS-LINET, полученными практически при той же длине волны.

Предложенный в настоящей работе метод выделения стратосферного аэрозоля и оценки его вклада в яркость сумеречного неба основан на корреляционном анализе данных, полученных в разные сумерки в пределах одного ансамбля, и достаточно тонких эффектов, заметных на рисунках 4 и 5. И хотя число сумерек в каждом из ансамблей было весьма небольшим, точность выходных параметров оказалась хорошей. Метод не требует большого количества априорной информации, что часто имеет место при решении обратных задач.

В результате работы получена величина поляризации выходящего излучения при рассеянии света частицами стратосферного аэрозоля под углом 90° . Эта характеристика может быть использована при исследовании микрофизических свойств частиц, в частности, при оценке их размеров. Также для каждого сумеречного периода определено отношение коэффициентов аэрозольного и молекулярного рассеяния, интегрированных по сумеречному слою, охватывающему тропопаузу и нижние слои стратосферы.

Возможности сумеречного метода по исследованию стратосферного аэрозоля могут быть расширены. Использование наблюдательных данных в нескольких длинах волн позволит получить спектральные зависимости выходных параметров, что даст новые возможности по исследованию микрофизики аэрозольных частиц. Увеличение поля зрения камеры, проведение измерений не только вблизи зенита, но и вдоль всего солнечного вертикала позволит получить значения двух компонент матрицы аэрозольного рассеяния в широком диапазоне углов рассеяния. Эти данные смогут эффективно дополнить ту информацию об атмосферном аэрозоле на разных высотах, которой мы располагаем благодаря лидарному зондированию и космическим экспериментам по сканированию лимба Земли.

В заключение авторы хотели бы поблагодарить В.В. Зуева, В.Д. Бурлакова, А.В. Невзорова и О.В. Харченко (Институт оптики атмосферы СО РАН), О.В. Постылякова

(Институт физики атмосферы РАН), А.П. Чайковского (Институт физики НАН Белоруссии), А.Н. Лукьянова (Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета) и А.М. Фейгина (Институт прикладной физики РАН) за ряд ценных советов и замечаний.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 05-05-65139.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Link F., Robley R. Meteoric contamination of the upper atmosphere by the Quadrantid Shower // *Planetary and Space Science*. 1971. V.19, P.1585-1587.
2. Link F. On the presence of cosmic dust in the upper atmosphere // *Planetary and Space Science*. 1975. V.23, P.1011-1012.
3. Лебединец В.Н. Аэрозоль в верхней атмосфере и космическая пыль. Ленинград, Гидрометеиздат, 1981. 271 стр.
4. Бронштэн В.А. Тунгусский метеорит. Москва, Звездочет, 2000. 312 стр.
5. Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск, Наука, Сибирское отделение, 1990. 280 стр.
6. Enell C.-F., Steen A., Wagner T., Friess U., Pfeirsticker K., Platt U., Fricke K.-H. Occurrence of polar stratospheric clouds at Kiruna // *Annales Geophysicae*. 1999. V.17, P.1457-1462.
7. Ивлев Л.С. Структура аэрозолей в стратосфере // Параметризация некоторых видов непреднамеренного и направленного воздействий на атмосферу. Ленинград, изд-во ЛПИ. 1984. Стр.74-89.
8. Deshler T., Hervig M.E., Hofmann D.J., Rosen J.M., Liley J.B. Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41°N), using balloon-borne instruments // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V.108, P.4/1-4/13.
9. Махоткина Е.Л., Плахина И.Н., Лукин А.Б. Некоторые особенности изменения мутности атмосферы на территории России в последней четверти XX века // *Метеорология и гидрология*. 2005. №1, Стр.28-36.
10. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В. Аномальное аэрозольное рассеяние в атмосфере над Томском в осенне-зимний период 2006/2007 г.г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2007. Т.20, №6, Стр.524-530.
11. Угольников О.С. Фотометрия и поляриметрия сумеречного неба. Проблема многократного рассеяния света в период сумерек // *Космические исследования*. 1999. Т.37. № 2. Стр.168-175.
12. Угольников О.С., Маслов И.А. Многоцветная поляриметрия сумеречного неба. Роль многократного рассеяния света как функция длины волны // *Космические исследования*. 2002. Т.40. №3. Стр.242-251.
13. Угольников О.С., Маслов И.А. Поляризационные исследования вклада аэрозольного рассеяния в свечение сумеречного неба // *Космические исследования*. 2005. Т.43. №6. Стр.424-432.
14. Атмосфера. Справочник. Ленинград, Гидрометеиздат, 1991. 510 стр.
15. Чайковский А.П., Иванов А.П., Балин Ю.С., Ельников А.В., Тулинов Г.Ф., Плюсин И.И., Букин О.А., Чен Б.Б. Лидарная сеть CIS-LINET для мониторинга аэрозоля и озона: методология и аппаратура // *Оптика атмосферы и океана*. 2005. Т.18. №2. Стр.1066-1072.
16. MacCormick M.P., Chu W.P., Grams G.W. High-latitude stratospheric aerosols measured by SAM-II satellite system in 1978 and 1979 // *Science*. 1981. V.214, P.328-331.
17. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Ионов Д.В., Стил Х., Ньючерч М. Новая интерпретация измерений прозрачности спутниковым спектрометром SAGE III // *Физика атмосферы и океана*. 2005. Т.41, №3, Стр.410-422.
18. Noël S., Bovensmann H, Burrows J.P., Frerick J., Chance K.V., Goede A.H.P. Global atmospheric monitoring with SCIAMACHY // *Physics and Chemistry of the Earth*. 1999. V.24, P.427-434.
19. Фесенков В.Г. О строении атмосферы (фотометрический анализ сумерек) // *Труды Главной российской астрофизической обсерватории*. 1923. Т.2, С.7.
20. Розенберг Г.В. Сумерки. Москва, Изд-во физ.-мат. лит-ры. 1963, 380 стр.

21. Фесенков В.Г. О поляризационном методе исследования сумеречных явлений // *Астрономический журнал* 1966. Т.43. С.198.
22. Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Detection of Leonids meteoric dust in the upper atmosphere by polarization measurements of the twilight sky // *Planetary and Space Science*. 2007. V.55, P.1456-1463.
23. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Невзоров А.В. Лидарные наблюдения стратосферного аэрозольного слоя средних широт в длительный вулканически спокойный период // *Оптика атмосферы и океана*. 2006. Т.9, №7, С.598-603.
24. Hauchecorne A., Godin S., Marchand M., Heese B., Souprayen C. Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to middle latitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity // *Journal of Geophysical Research*. 2002. V.107.
25. Arlt R., Krumov V., Buchmann A., Kac J., Verbert J. Bulletin 18 of the International Leonid Watch: Preliminary Analysis of the 2002 Leonid Meteor Shower // *WGN, the Journal of the International Meteor Organization*. 2002. V.30, P.205-212.

INVESTIGATIONS OF STRATOSPHERIC AEROSOL LAYER BASED ON THE POLARIZATION MEASUREMENTS OF THE TWILIGHT SKY

O.S. Ugolnikov^{1,2}, I.A. Maslov^{1,3}

¹Space Research Institute, Russian Academy of Sciences,
Profsoyuznaya st., 84/32, 117997 Moscow Russia

²Astro-Space Center, Lebedev's Physical Institute, Russian Academy of Sciences,
Profsoyuznaya st., 84/32, 117997 Moscow Russia

³Sternberg Astronomical Institute, Moscow State University,
Universitetskii prosp., 13, 119992, Moscow Russia

The work is devoted to the analysis of the observational effects and the properties investigations method of the aerosol layer in the stratosphere of the Earth. The work is based on the polarization measurements of the twilight sky near the zenith in a wide spectral band with effective wavelength equal to 5250 Å. The increased level of stratospheric aerosol was detected in December 2006 for the first time for the several years of observations. The method gives the possibility to determine the ratio of aerosol and molecular light scattering coefficients and the polarization of aerosol scattering in the stratosphere. Occurrence of stratospheric aerosol is related with Rabaul volcano eruption in October 2006.